Jb. nass. Ver. Naturkde. **130** S. 87–104 10 Abb. 5 Tab. Wiesbaden 2009

Scheinbare Quartärtektonik am Oberen Mittelrhein

Arno Semmel

Mittelrhein, Quartär, Tektonik, Bopparder Mäander, Hauptterrasse, Werlauer Sande

Kurzfassung: Es wird zu belegen versucht, dass die nordöstlich Boppard dargestellte quartäre Tektonik hinfällig wird, wenn man die Jüngere Hauptterrasse des Rheins in die am Oberen Mittelrhein weit verbreiteten verschieden alten tR4- und tR5-Terrassen gliedert.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

Über tektonische Vorgänge am Mittelrhein in quartärer Zeit wurde schon oft berichtet. Besonders eindrucksvoll ist offensichtlich die Annahme kräftiger Verstellungen der altpleistozänen Hauptterrassen des Rheins in der Umgebung von Trechtingshausen (Abb. 1). Die dortige Terrassenfolge findet sich als Beispiel für junge Tektonik in so manchem geologischen und geomorphologischen Lehrbuch, so etwa auch noch bei Ahnert (1996: 240 f.), der die von Quitzow (u.a. 1974) entwickelten Darstellungen übernimmt. Von Galladé bereits 1926 gegen ähnliche ältere Befunde vorgebrachte Bedenken werden ebenso wenig wie zahlreiche jüngere Einwände (vor allem die von Birkenhauer 1971) berücksichtigt. Auch am Unteren Mittelrhein finden Boenigk & Hoselmann (2003: 231) bedeutende tektonische Verstellungen der Rheinterrassen. Am Oberen Mittelrhein ergaben dagegen eigene jüngere Bearbeitungen (Semmel u. a. 2007) – abweichend von Meyer & Stets und Schülern (u. a. 1998) – keinen Hinweis auf nennenswerte quartäre Tektonik. Das steht allerdings im Widerspruch zu den Angaben auf Blatt 5711 Boppard der Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25000. Auf dieser 2003 erschienenen Karte (Abb. 2), die auf der geologischen Manuskriptkarte von Quiring (1932) basiert, sind im Bopparder Mäanderbogen erhebliche tektonische Verstellungen der Jüngeren Hauptterrasse des Rheins verzeichnet; ein Befund, der der Darstellung bei Semmel (1984: 57, 1996: 77) widerspricht, wonach im entsprechenden Gebiet eine durch „normale“ fluviale Eintiefung entstandene

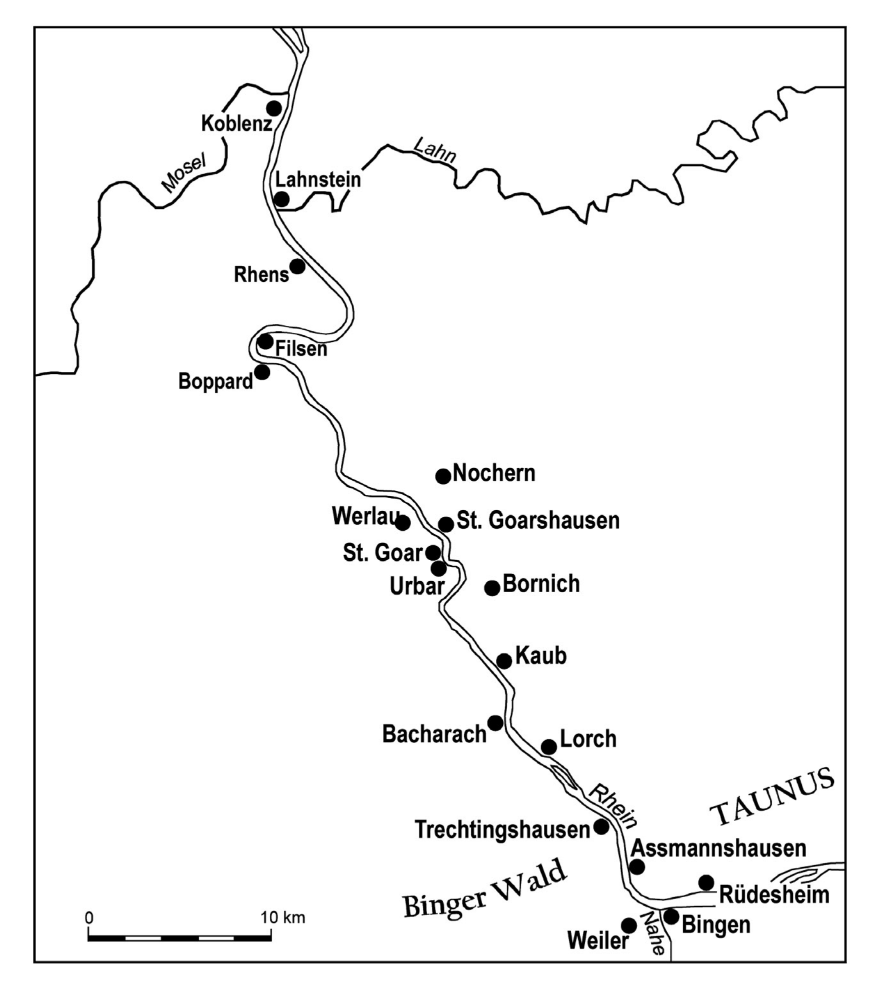


Abbildung 1: Orientierungsskizze Oberer Mittelrhein.

Terrassentreppe vorliegt, die zwei verschieden alte Terrassen des Rheins (tR4 und tR5) trennt. Im Folgenden wird versucht, letztere Auffassung näher und mit den Resultaten zusätzlicher Bohrsondierungen zu begründen.

2 Die Gliederung altquartärer Terrassen im Hochtal des Oberen Mittelrheins und die Bedeutung der „Werlauer Sande"

Entscheidend für die tektonische Interpretation von Terrassenabfolgen ist die sichere Parallelisierung der einzelnen Terrassenreste. Bei der Kartierung solcher Reste im Hochtal des Oberen Mittelrheins im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheini-

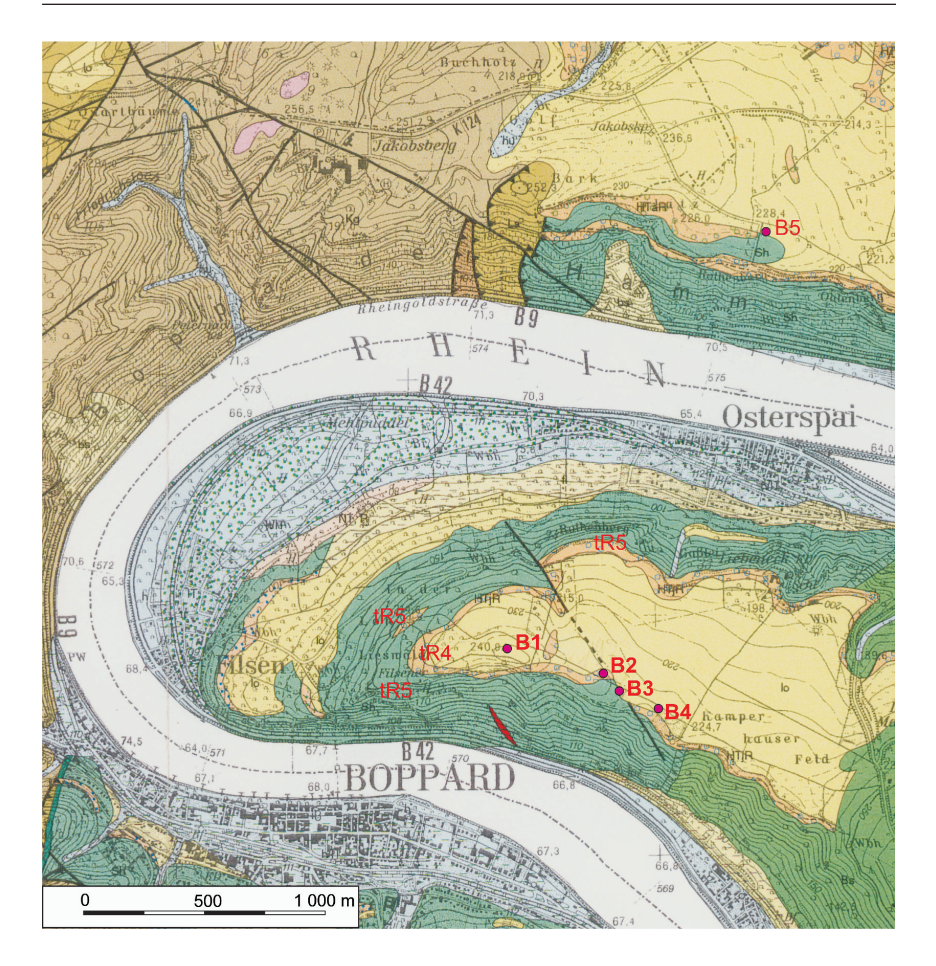


Abbildung 2: Terrassen im Hochtal des Bopparder Rheinmäanders.

Ausschnitt aus der GK 25, Bl. 5711 Boppard, herausgegeben vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Mainz 2003) auf der Basis des Manuskriptblattes von QUIRING (1932).

Q = Quarzgang; Bs = Bänderschiefer; Sh = Singhofen-Schichten; Kg = Kieselgallenschiefer.

B1 – B5: Lokalitäten der im Text beschriebenen Bohrungen. Rot eingetragen sind außerdem neue Terrassensignaturen (tR4 und tR5) auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders.

schen Massivs“ zeigte sich, dass die Kiese der tR4-Terrasse an vielen Stellen kalkhaltig sind und eine besonders feinkörnige, gleichfalls kalkhaltige Hangendpartie aufweisen, die älteren Terrassenkiese und auch die der nächstjüngeren tR5-Terrasse dagegen keinen Kalk enthalten (SEMMEL 1977). Gleiche Beobachtungen machte BIBUS (1977) am Unteren Mittelrhein. Er bezeichnete insgesamt das kalkhaltige Substrat als „Hönninger Sande". BOENIGK & HOSELMANN (1991: 13) trennen die feinkörnige Hangendpartie, die sie als „Linzer Sande“ bezeichnen, von den liegenden Kiesen als eigenständige Umlagerungsprodukte ab. Diese seien

keine eigentlichen Rheinsedimente. Gleichwohl ist aus meiner Sicht BIBUS (1980: 98) voll zuzustimmen, wenn er schreibt, den Hönninger Sanden (tR4-Terrasse) komme wegen ihrer speziellen Fazies im rechtsrheinischen Gebiet eine Schlüsselstellung in der Terrassenmorphologie des Mittelrheintals zu. Die kalkhaltigen Sedimente der tR4-Terrasse am Oberen Mittelrhein werden im Folgenden als „Werlauer Sande“ bezeichnet.

Hönninger und Werlauer Sande weisen weitere erstaunliche Parallelen auf. Die basalen Kiese der tR4 liegen stets bei 220 m ü. NN. Gleiche Meereshöhe hat laut BIBUS (1977: 401) die Basis der tR4 am Unteren Mittelrhein. Das kalkhaltige Substrat erreicht an vielen Stellen (u. a. Boppard, Werlau, Bornich, Weiler bei Bingen) am Oberen Mittelrhein 240 m ü. NN, am Unteren Mittelrhein laut BIBUS (1977: 401) 245 m ü. NN, laut BOENIGK & HOSELMANN (2003: 226) 240 m ü. NN. Die zunehmende Feinheit der Sande zum Hangenden ist möglicherweise auf einen Stau am Unterlauf des Rheins zur Sedimentations-Zeit zurückzuführen.

In der ehemaligen Kiesgrube Nochern nordöstlich St. Goarshausen liegen die tR4-Sedimente in abweichender Fazies vor. Die liegenden Kiese sind hier kalkfrei. Buntsandsteine, Porphyre und Melaphyre weisen sie dennoch als Rheinkiese aus. Die hangende Feinpartie besteht aus kalkfreiem tonigem Schluff. Wahrscheinlich war hier in Mäanderposition die Zufuhr verwitterten sauren Tonschieferzersatzes von den Hängen besonders stark. Das äußert sich auch in der Dominanz eisenschüssigen Glimmers im Schwermineralbestand (Tab. 1). Die saure Lehmdecke ist vermutlich die Ursache für die Kalkfreiheit der liegenden, vielfach gut kreuzgeschichteten tR4-Kiese, die ansonsten das typische „Rheinspektrum“ aufweisen (WYPYRSZYK & BOENIGK 1985: 185). Auch diese tonige „Stillwasserfazies"-Folge erreicht am Westrand der Nocherner Grube fast 240 m ü. NN.

Tabelle 1: Schwermineralgehalt tR4-Sedimente Aufschluss Nochern (in Korn% des Schwermineralgehalts des Feinsands, nach HCl-Behandlung)

	Epidot	Granat	Grüne Hbl.	Rutil	Staurolith	Turmalin	Zirkon	Muskovit
Hochflutlehm	15	4	–	2	2	13	8	58
Rheinkies	84	10	8	6	5	5	4	–

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Bad Nauheim

Die Nocherner tR4-Rheinsedimente liegen in einem alten Rheinmäander, den bereits HOLZAPFEL (1904: 22) erkannte. Der Lauf des Mäanders dürfte tektonisch beeinflusst sein, er folgt den vorherrschenden Richtungen des Rheinischen Schiefergebirges. Zunächst SW-NE gerichtet, biegt er bei Lierschied nach NW ab und kehrt anschließend wieder in die SW-Richtung zurück (vgl. Abb. 29 bei SEMMEL 1996). Da die Basis der tR4-Kiese im gesamten Mäander in 220 m ü. NN bleibt, sollte aus dem Verlauf des Mäanders dennoch keine nennenswerte Vertikaltektonik quartären Alters abgeleitet werden.

Als tektonische Verwerfung quartären Alters am Oberen Mittelrhein ließe sich ein Versatz mit etwa 1 m Sprunghöhe im tR4-Kies in der ehemaligen Kiesgrube am

Schwimmbad südöstlich Werlau deuten. Der Versatz beträgt allerdings in einer hangenden Basaltephra nur noch wenige Zentimeter. Indes kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Verstellung mit Hangrutschungen verbunden ist, die durch den Einschnitt der benachbarten (jüngeren) tR5-Terrasse ausgelöst wurden.

An vielen Orten findet man Rutschungen, die anthropogen verursacht sind. Ein besonders instruktives Beispiel ist in der Böschung aufgeschlossen, die die gegenwärtige obere Weinbergsgrenze nordöstlich Lorch markiert. Dort liegen unter Weinbergs-Kolluvium Reste einer Parabraunerde aus Löss, die stark verstellt sind. Die Bodenreste dokumentieren frühere Bodennutzung und damit verbundene Bodenerosion im heutigen mit Sekundärwald bestandenen Areal. Sehr wahrscheinlich führte die frühere Entwaldung zu starker Vernässung des Untergrunds und löste Rutschungen aus (Abb. 3). Entsprechende Erscheinungen sind wiederholt beschrieben worden (z. B. SEMMEL 1999: 220). Solche Bewegungen können natürlich auch Terrassenkiese betreffen, sind jedoch zweifelsfrei als atektonisch zu bezeichnen, wenngleich manchmal ihre Aktivierung durch Erdbeben beeinflusst wird (SEMMEL 2004: 25 f.).



Abbildung 3: Rutschungen im Weinbergsgelände nordöstlich Lorch.

Der Spaten umfasst einen abgerutschten Bt-Rest einer durch Nutzung stark erodierten Parabraunerde aus Löss. Mit dem braunen Bodenrest ist im Verband der Kalkanreicherungshorizont (Lösskindl) verlagert worden. Die rechte Grenze des braunen Bodens entspricht der Rutschungskluft, die den Boden vom Löss trennt. Hier fehlt der Kalkanreicherungshorizont weitgehend, nur rechts oben ist unter dem grauen Kolluvium ein Rest mit Teilen des hangenden braunen Bodens erhalten geblieben.

3 Der Aufschluss am Schwimmbad Werlau

Der ehemalige Aufschluss südöstlich Werlau erlaubte einen besonders guten Einblick in die Terrassenentwicklung im Hochtal des Oberen Mittelrheins. Ich möchte deshalb nicht MEYER & STETS (1998: 369) folgen, die den Aufschluss, da er nicht mehr besteht, nicht mehr diskutieren wollen. Ohne die Berücksichtigung der Abfolgen im Werlauer Aufschluss sind verschiedene Erscheinungen der Talentwicklung am Oberen Mittelrhein kaum zutreffend einzuordnen. Anhand bisher nicht publizierter Farbaufnahmen soll deshalb noch einmal die Bedeutung des Aufschlusses dokumentiert werden.

Der Aufschluss Werlau wurde von ABELE (1977a; vgl. auch 1977) auf einer Exkursion des Mainzer Geographentags als „Aufschluss Freibad Werlau“ vorgestellt. Zur gleichen Zeit bearbeitete ich in diesem Gebiet die Rheinterrassen im Hochtal im Rahmen des schon erwähnten DFG-Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen etc.". Der damals zugängliche und auch von Herrn ABELE gezeigte Aufschluss war nicht die Baugrube des Schwimmbads, sondern die südwestlich davon gelegene Kiesgrube der Fa. Starck (St. Goarshausen). Abb. 4 gibt die Gesamtsituation der Grube und ihrer Umgebung wieder. Im Westen bildet eine lössbedeckte Verflachung im gelblichen Schieferzersatz den Untergrund. Diese Verflachung wird als Erosionsterrasse des Rheins (tR2) gedeutet. Sie ist im Osten von einer Kiesterrasse (tR3) begrenzt, deren Basis bei ca. 240 m ü. NN im olivgrauen (leicht angewitterten) devonischen Tonschiefer liegt. Im östlichen Teil fehlt die Kiesbedeckung. Hier schneidet die tR4-Terrasse mit einer Basis bei 220 m ü. NN die tR3 ab. Die alte Uferkante ist heute noch zu erkennen. Östlich der Kiesgrube und östlich des Schwimmbads löst die nächstjüngere tR5-Terrasse die tR4 ab. Dieser Anschnitt war nicht aufgeschlossen, sondern wurde mit Hilfe eines Minuteman-Bohrgerätes ermittelt. Die kalkfreien Kiese der tR5-Terrasse dünnen nach Osten aus und werden schließlich von einer lössbedeckten Felsterrasse in ca. 200 m ü. NN abgelöst. Auch hier setzt in dieser Höhe das Engtal des

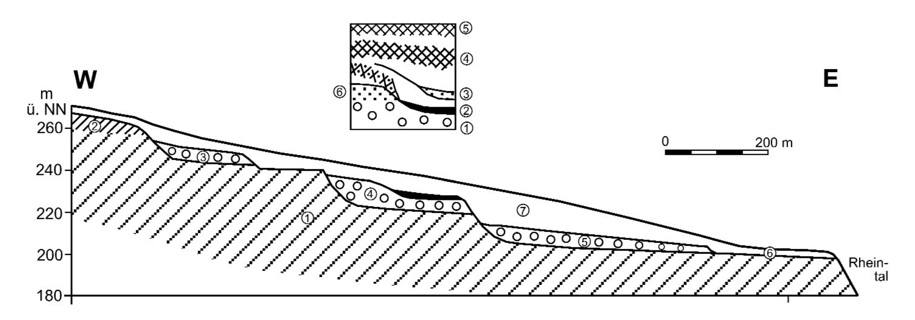


Abbildung 4: Terrassenabfolge am Schwimmbad südöstlich Werlau.

Zahlen im unteren, längeren Profil: 1 = Schiefer, 2 = gelblicher Schieferzersatz, 3 = tR3-Kies, 4 = tR4-Sedimente (Werlauer Sande). 5 = tR5-Kies, 6 = Geröllstreu, 7 = Lössdecke.

Der obere Kasten gibt den zentralen Teil der Kiesgrube mit dem schwarz dargestellten Anmoor wieder: 1 = tR4-Kies (Werlauer Sand), 2 = Anmoor im früheren Altlauf mit Übergang zum Löss-fBt-Horizont auf dem Hang, 3 = Basalttephra im Löss, 4 = fBt-Horizont im Löss, 5 = Bt-Horizont an heutiger Oberfläche, 6 = rötlichbraune Bodenreste.

Rheins ein. Wegen der Lössbedeckung sind die Terrassengrenzen außerhalb von Aufschlüssen ohne Bohrungen nicht sicher zu erkennen. Die rostfarbigen kalkfreien Kiese der tR5-Terrasse waren bei Böschungsarbeiten südöstlich des Schwimmbads wiederholt zugänglich.

Im Werlauer Aufschluss selbst war ersichtlich, dass in der östlichen Hälfte der Kiesgrube den grauen kalkhaltigen Sedimenten, die als „Werlauer Sande" bezeichnet werden, der obere sandige Komplex fehlt (Abb. 5). Stattdessen überdeckt grauer Lehm mit einem Anmoor die liegenden Rheinkiese (Abb. 6), die im oberen Abschnitt rostfarbig und kalkfrei sind. Die ansonsten typischen Kalkverkittungen der Kiese fehlen hier.

Während im östlichen Teil des Aufschlusses die Rheinkiese nach oben durch das Anmoor, das in einem ehemaligen Altlauf liegt, horizontal begrenzt werden, ver-

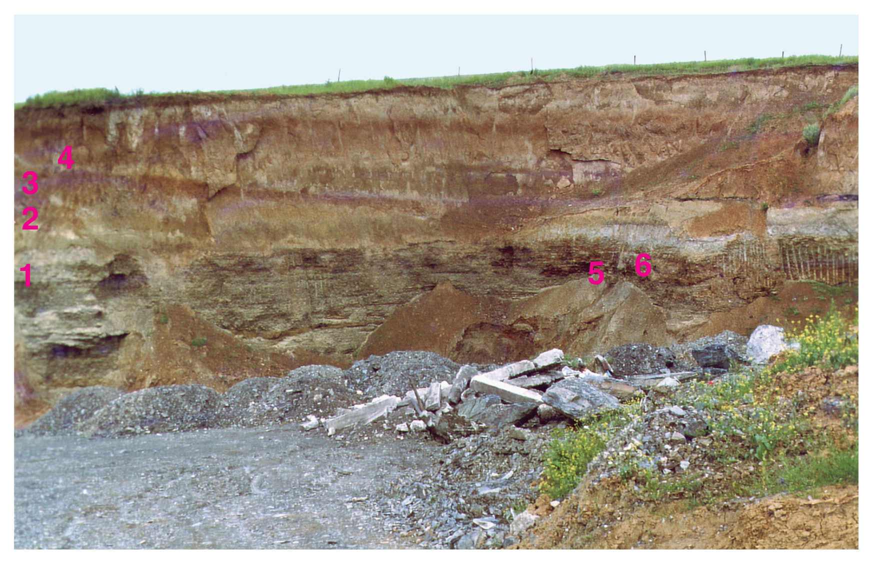


Abbildung 5: Kiesgrube am Schwimmbad südöstlich Werlau.

Auf dem anstehenden Schiefer am Boden der Kiesgrube beginnt die Verfüllung mit Bauschutt. Dahinter sind die bräunlich grauen horizontal geschichteten tR4-Kiese mit starker Kalkverkittung zu erkennen. Ab etwa mittlerer Höhe des Photos setzt im linken Teil der Grubenwand mit braunen Farben die Lössdecke ein. Helle Flecken an ihrer Basis (1) markieren den nach rechts unten verlaufenden Cc-Horizont des – heute nur noch in Resten vorhandenen – rötlichbraunen Bodens. Der Cc-Horizont wird rechts oberhalb des künstlichen linken Kieskegels abgeschnitten und fehlt im weiteren Verlauf der Aufschlusswand nach rechts.

Über dem Cc-Horizont liegt kalkhaltiger Löss mit einem kräftig braunen fBt-Horizont (2). Dieser älteste fBt wird von hellem kalkhaltigem Löss und einem jüngeren fBt (3) überlagert, dem der jüngste Löss mit holozänem Bodenrest (4) aufliegt.

Der älteste fBt taucht nach rechts ab und geht in der Mitte des Photos in einen hellgrauen Hochflutlehm (5) über. Der Übergang ist perspektivisch verzerrt, weil er in einer Ecke der Aufschlusswand liegt, von der deren rechter Teil um einige Meter vorspringt. In diese zurückgelegte Ecke führt eine Zufahrt vom rechten oberen Bildrand. In der Ecke vollzieht sich der Übergang des ältesten fBt zum hellgrauen Hochflutlehm, dem dunkles Anmoor (6) aufliegt.

Als Maßstab kann der ca. 1 m mächtige hellgraue Hochflutlehm (5) dienen.



Abbildung 6: Zentraler Teil des Werlauer Aufschlusses.

Zur Bildungszeit des Anmoors entkalkten dessen saure Sickerwässer den liegenden tR4-Kies. Nachfolgende Oxidation färbte das Substrat rostfarbig. Die Entkalkung und Rostfärbung verliefen nicht geradlinig, sondern verschonten nesterförmige Partien, die mit dem Kalk ihre helle Farbe behielten. Als Maßstab empfiehlt sich die 4 m lange Leiter, deren Sprossenabstand ca. 30 cm beträgt.

läuft im westlichen Teil die Hangendgrenze mit deutlichem Gefälle von Westen nach Osten, offensichtlich einen alten Hang markierend. Als Beleg dafür kann ein Kalkanreicherungshorizont gelten, dessen unteres Ende auf der Abb. 5 sichtbar wird. In und auf diesem Horizont finden sich Reste eines rötlichbraunen tonigen Lehms, der einer Terra fusca ähnelt. An anderen Orten wird der Lehm bis 150 cm mächtig. Abb. 7 zeigt eine Aufnahme eines entsprechenden Profils aus dem Lennig südwestlich Bornich, das heute noch zugänglich ist.

Labordaten bestätigen den relativ intensiven Charakter der Bodenbildung und ihre warmzeitliche Entstehung. Im Mineralbestand (Tab. 2) nimmt im Vergleich zum kalkhaltigen Sand der Anteil von Quarz zu, der von Kalifeldspat hingegen ab. Plagioklas fehlt im Boden total. Offensichtlich ist aber eine nennenswerte Kaolinit-Neubildung ausgeblieben, was als Hinweis auf relativ gemäßigte Verwitterung gedeutet wird. Immerhin macht sich diese doch sogar bei den Schwermineralen bemerkbar (Tab. 3): Die Gehalte der weniger stabilen Minerale (Hornblende, Granat, Epidot/Zoisit) verringern sich im Boden gegenüber dem kalkhaltigen Sand, bei den stabilen Mineralen (Staurolith, Turmalin, Zirkon, Disthen) tritt das Gegenteil ein.

Der Kalkanreicherungshorizont und die Reste des rötlichbraunen Bodens werden von Löss überlagert, der vereinzelt kryoturbat in das liegende Substrat eingepresst ist. Dadurch erscheint der rötlichbraune Boden stellenweise aufgehellt. Generell gilt außerdem aber auch hier, dass der rötliche Farbton im tieferen Hangbereich zugunsten bräunlicher Farben zurücktritt. Hierin äußert sich die stärkere

Tabelle 2: Mineralbestand des rötlichbraunen Bodens im Aufschluss Werlau (relative röntgenographische Intensität)

	Quarz	Kali-feldsp.	Plagio-klas	Illit	Kaoli-nit	Vermi-culit	Smec-tit	mixed layers
Bv-T	70	2	–	3	4	+/–	+/–	+/–
C	37	5	6	6	4	3	3	+/–

Analytiker: Dr. Johanning †, Geolog.-Paläont. Institut Universität Frankfurt a. M.

Tabelle 3: Schwermineralgehalte der in Tabelle 2 gelisteten Proben

	Disthen	Epidot/ Zoisit	Granat	Grüne	Stauro-lith	Turma-lin	Zirkon
Bv-t	1	21	43	5	5	14	11
C	1	28	50	8	3	7	3

Analytiker: Dr. Scheer, Institut für Physische Geographie Universität Frankfurt a. M.



Abbildung 7: Rötlichbrauner Boden auf dem Werlauer Sand.

Der Spaten (Stiellänge = 50 cm) ist in den fBvT-Horizont eingeschlagen. Das farbige Subtrat des Solums wurde auf Klüfte im weißen liegenden Cc-Horizont eingespült. Darunter folgt grauer Werlauer Sand mit hellen $CaCO_3$-Schwarten.

Das Photo stammt aus den „Dachsgruben“ am Rheinsteig (nördlicher Rand des Urbachtals im Lennig südwestlich Bornich).

Durchfeuchtung und geringere Oxidation am Unterhang. Immerhin bleiben die so bedingten Farbtöne kräftiger als 7,5 YR der Munselltafel.

Der hangende Löss zieht ungestört von Westen nach Osten über das dortige Anmoor hinweg. Das gilt nicht für den unteren fossilen Bt-Horizont, der nahe dem Anmoor vergleyt und schließlich als grauer Nassgley in das Anmoor übergeht. Pollenanalytische Untersuchungen, die dankenswerterweise von Frau Dr. I. Borger, geb. Peters, Leverkusen, ausgeführt wurden, legen eine stratigraphische Einstufung des Anmoors in ein jüngeres Cromer-Interglazial nahe. Damit stünde auch die durch Fromm (1987: 25) freundlicherweise ermittelte paläomagnetische Remanenz des Sediments in Übereinstimmung, die für den Hochlutlehm normale Werte ergab.

Die skizzierte Abfolge im Aufschluss Werlau zeigt nach meiner Auffassung zweifelsfrei, dass im Hochtal des oberen Mittelrheins im Niveau der tR4-Terrasse nach einer Phase der Tiefenerosion bis 220 m ü. NN die Werlauer Sande durch den Rhein bis in eine Höhe von mindestens 240 m ü. NN aufgeschüttet wurden. Danach setzte Tiefenerosion ein. Auf den Hängen der kalkhaltigen Werlauer Sande bildete sich ein kräftiger warmzeitlicher Boden mit Merkmalen einer Terra fusca. Kaltklimatische Verhältnisse hatten partielle Abtragung des Bodens und anschließende Überdeckung mit Löss zur Folge. Erneutes Warmzeitklima rief Bodenbildung (Bt-Horizont) auf dem Löss hervor. Im Bereich eines Altlaufs entstand Anmoor bei ca. 208 m ü. NN. Erst danach setzte wieder Tiefenerosion ein, die bis ca. 200 m ü. NN führte und durch den Beginn der Aufschüttung der tR5-Terrassenkiese beendet wurde.

4 Die Rheinterrassen-Abfolge im Hochtal des Bopparder Mäanders

Das Rheintal ist in das steil eingetiefte Engtal und das darüber vorwiegend bei ca. 200 m ü. NN einsetzende flachreliefierte Hochtal gegliedert. Die Bezeichnung „Plateautal“ ist aus meiner Sicht irreführend, da das Hochtal kein allseitig abfallendes Plateau ist. Zwischen 200 und 300 m ü. NN wurden auf dem Hochtal fünf, stellenweise auch sechs altpleistozäneTerrassen des Rheins (tR1-tR6) kartiert (Semmel 1977), die teils als kiesbedeckte Akkumulations-, teils als Felsterrassen (Erosionsterrassen) ausgebildet sind. Besonders gut zu verfolgen ist die tR5-Terrasse, die im Regelfalle die westliche Kante zum Engtal zwischen dem Rochusberg bei Bingen und dem Südrand des Neuwieder Beckens bildet und überaus eindrucksvoll die Horizontalkonstanz (Birkenhauer 1971: 112 ff.) der Rheinterrassen auf dem Hochtal demonstriert. Die Ursachen dieser Erscheinung (Abb. 8, 9 und 10) sind umstritten (vgl. dazu u. a. Meyer & Stets 1998: 362 ff., Emmermann 2001: 62 f., Semmel 2007: 232 f.) und sollen hier nicht erneut erörtert werden. Da auch die von mir bisher vorgeschlagenen Erklärungen der „Horizontalkonstanz“ der Terrassen in den Hochtälern letztendlich Fragen offen lassen, erscheint mir sympathisch, nicht von „fehlendem", sondern mit Birkenhauer (1971: 110) von „nicht nachweisbarem Gefälle“ zu sprechen.

Für die Klärung der Widersprüche am Bopparder Mäander ist von entscheidender Bedeutung, dass die feinkörnige Matrix des tR4-Schotterkörpers innerhalb einer „konstanten Terrassenserie“ i. S. von Semmel (1984: 58) sich an vielen Stellen



Abbildung 8: tR5-Terrasse am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges.
Links ist der „Nahedurchbruch" zum heutigen Rhein hinter Büdesheim zu erkennen, der links von der tR5-Terrasse in +/-200 m ü. NN begrenzt wird. Die gleiche Terrasse ist rechts (östlich) davon auf dem Rochusberg zu finden (Gebäudezeile im Schatten). Das Material des tR5-Kieses besteht hier allerdings vorwiegend aus Nahe-Geröllen (vgl. dazu GÖRG 1984: 144 f., SEMMEL 1999a: 131 f.).



Abbildung 9: tR5-Terrasse oberhalb Burg Rheinstein.
Auch hier liegt die Basiskante der Terrasse (ohne Schotterbedeckung, vgl. auch EHRENBERG et al. 1968) in 200 m ü. NN. Schräg gegenüber der Burg Rheinstein sind (rechtsrheinisch) Gebäude von Assmannshausen zu erkennen. Die 200 m-Erosionsterrasse (tR5) endet am Morgenbachtal, dessen Schwemmfächer im Rhein südlich Trechtingshausen zu erkennen ist. Das hangaufwärts anschließende Gelände – auf der Abbildung im Schatten – liegt deutlich höher als die 200 m-Terrasse südlich des Morgenbachtals. Erste Rheinkiese findet man erst oberhalb 260 und 280 m ü. NN. Daraus wird, wie schon betont, in der Regel auf junge Hebung geschlossen. Jüngere gegenteilige Auffassungen publizierten BIRKENHAUER (1971: 115 ff.) und SEMMEL (1977: 389 f.).



Abbildung 10: tR5-Terrasse zwischen Lorch und Oberwesel; Photo: Prof. Dr. Andres †, Institut für Physische Geographie, Universität Frankfurt a. M.

Blick über Kaub hinweg rheinaufwärts bis zum 10 km entfernten Quarzitrücken des Franzosenkopfes am Nordrand des Binger Waldes. Rechter Hand (linksrheinisch) erstreckt sich durchgehend die das Rhein-Engtal begrenzende und vorwiegend ackerbaulich genutzte tR5-Terrasse in ca. 200 m ü. NN. Rechtsrheinisch sind die tR5-Terrasse und ältere quartäre Terrassen viel seltener verbreitet (Ausnahmen in ausgeprägten Mäander-Positionen). In dem weitgehenden rechtsrheinischen Fehlen der älteren Terrassen äußert sich vermutlich die bekannte Ostwanderung der periglazialen Wasserläufe während des Pleistozäns (Semmel 1985: 68 ff.). Allerdings widerspricht diese Ostwanderung meiner Annahme (Semmel 2007: 232 f.), tertiäre marine Terrassen seien vielfach vorprägende Formen altpleistozäner fluvialer Terrassen gewesen und für deren „Horizontalkonstanz" von Bedeutung.

durch grauen kalkhaltigen Sand, eben dem Werlauer Sand, mit Mächtigkeiten von 20 m auszeichnet. Den Sedimenten der benachbarten tR3 und tR5 hingegen fehlt der Kalkgehalt. Wahrscheinlich ist das eine Folge postsedimentärer Verwitterung. Während z. B. die tR5-Terrasse am Engtal in sehr exponierter und der Löss-Sedimentation und -Erhaltung wenig günstiger Position liegt, sind nachweislich zumindest große Teile der tR4-Kiese bereits bald nach ihrer Ablagerung von Löss überdeckt worden (vgl. beispielsweise den Aufschluss Werlau). Lediglich die tR4-Sedimente im Aufschluss Nochern (TK 25, Bl. 582 St. Goarshausen), deren Schwermineralführung eingehend durch Wypyrsczyk & Boenigk (1985) und Wypyrsczyk et al. (1992: 64 f.) untersucht wurde, sind kalkfrei. Hierin äußert sich möglicherweise – wie schon betont – die Überdeckung mit gelblichem tonigem glimmerreichem Schluff, einem Stillwassersediment, das vorwiegend aus dem Substrat lokaler saurer Schieferverwitterung besteht (Semmel 1995: 452).

Die Entkalkung der Werlauer Sande wurde wahrscheinlich auch durch die intensive rötlichbraune Bodenbildung (ähnlich einer Terra fusca) eingeschränkt. Unter diesem Boden entstand ein mächtiger Kalkanreicherungshorizont, der saure Sickerwässer neutralisierte. An anderer Stelle können auch dichte Sd-Horizonte fossiler Lössböden die Sickerwässer gestaut haben.

Auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders (siehe Abb. 2) wurde das graue kalkhaltige tR4-Sediment, die Werlauer Sande, an mehreren Stellen mit Bohrsondierungen erfasst. Entlang des Weges, der vom 240 m-Plateau nach Südosten bis zum Höhenpunkt 224,7 führt, ist in einer Sondierungsreihe im Sommer 1977 bei 240 m ü. NN unter Löss in 110 cm Tiefe anstehender Schiefer erbohrt worden (B1). Hier liegen an der Oberfläche nur vereinzelt Gerölle aus Quarz, Quarzit und Schiefer. Sie werden als Reste der tR3-Terrasse gedeutet. Bei 230 m ü. NN (B2) liegt unter einer Parabraunerde aus Löss ab 220 cm Tiefe ein rötlichbrauner (5YR4/6) toniger Lehm, der aus grauem kalkhaltigem Sand hervorgegangen ist (Analysenwerte in Tab. 4). Der Sand konnte nicht durchteuft werden (Bohr-Endtiefe 520 cm).

Tabelle 4: Schwermineralgehalte des Werlauer Sands in Bohrungen auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders, Angabe der Tiefe in dm

	Disthen	Epidot	Grüne Hbl.	Granat	Rutil	Staurolith	Turmalin	Zirkon
B2 35-40	1	54	9	19	2	3	8	4
B3 45-50	+	49	11	13	1	3	7	5
B4 35-36	2	29	6	50	1	6	4	2

Analytiker: Dr. Scheer, Institut für Physische Geographie Universität Frankfurt a. M.

In der 50 m weiter östlich angesetzten Sondierung (B3) wurde unter 320 cm mächtiger Lössdecke nur noch 30 cm starker ockerbrauner toniger Lehm angetroffen. Darunter liegt grauer kalkhaltiger Kies. In 600 cm Tiefe musste die Sondierung abgebrochen werden, so dass die Felsbasis unter dem Kies nicht erreicht wurde. Diese ist indessen an der Kante zum Engtal südsüdwestlich Pkt. 224,7 in +/- 220 m ü. NN freigelegt. Im Frühjahr 2006 bot sich dank des Entgegenkommens von Herrn Prof. Preuß, Geographisches Institut der Universität Mainz, die Gelegenheit, mit einem schwereren Sondiergerät das anstehende Devon auch auf der Terrassenfläche selbst zu erreichen. Diese Sondierung (Lokalität = B3) traf bei 227 m ü. NN (GPS-Wert 3400905/5567949) unter 365 cm starker Lössdecke 120 cm mächtigen rötlichbraunen Lehm über 450 cm grauem rostfleckigem, kalkhaltigem Kies an. Von 940 bis 960 cm Tiefe wurde nur Schiefer-Bohrgut gefördert. Demnach liegt hier die tR4-Basis bei +/- 118 m ü. NN und etwa dort, wo sie aufgrund des vorgestellten Terrassenschemas zu erwarten war. Schließlich ergab eine weitere Sondierung (B4) auf der Verflachung des Kamperhauser Feldes (3400924 / 5567669) in ca. 226 m ü. NN unter Parabraunerde (100 cm) aus Löss mit Schieferbrocken (290 cm) 150 cm ockerbraunen tonigen Lehm (Terra fusca), der kiesigem schwach kalkhaltigem Schiefer-Schutt (10 cm+) aufliegt. Bei diesem handelt es sich wahrscheinlich um die Basis der Werlauer Sande und der tR4-Terrasse in ca. 220 m ü. NN.

Die gleiche absolute Basishöhe von ca. 220 m ü. NN weisen die meisten anderen tR4-Vorkommen im Hochtal des Oberen Mittelrheins auf. Eine Ausnahme machen die Sande im Lennig südwestlich Bornich, die als Abtragungsrest interpretiert werden, der nur am Oberhang erhalten blieb. Ansonsten liegen petrographisch die für altquartäre Rheinsedimente charakteristischen Eigenschaften vor. Schwankungen etwa im Schwermineralspektrum sind quantitativ durchaus

häufig. Die Beispiele auf Tab. 4 zeigen die unterschiedlichen Gehalte an Epidot, Grüner Hornblende und Granat. Die stabilen Vertreter (Zirkon, Turmalin und Rutil) sind in der Regel nur in geringer %-Zahl anzutreffen. Ein ähnliches Bild bietet die Vergleichsprobe aus tR5-Kiesen (Tab. 5). Mit Hilfe der Schwermineral-Analyse ist also entgegen meinen früheren Annahmen (Semmel 1977: 398) keine eindeutige Trennung der tR4- und tR5-Sedimente möglich (vgl. zu dieser Frage auch Wypyrsczyk et al. 1992).

Tabelle 5: Zum Vergleich: tR5-Probe von der Prozessions-Kapelle oberhalb Filsen, Angabe der Tiefe in dm

	Disthen	Epidot	Grüne Hbl.	Granat	Rutil	Staurolith	Turmalin	Zirkon
35-40	1	43	6	42	1	5	1	1

Analytiker: Dr. Scheer, Institut für Physische Geographie Universität Frankfurt a. M.

Aufgrund der vorstehend skizzierten Ergebnisse lässt sich die Situation im Hochtalbereich des Bopparder Mäanders am besten so deuten, dass durch eine Tiefenerosion des Rheins bis 220 m ü. NN die Basis für die Aufschüttung der tR4-Sedimente (Werlauer Sande) entstand. Deren Aufschüttung überschritt – wie erbohrt – 230 m ü. NN. In eben dieser Höhe verflacht indes das Gelände, der dadurch angezeigte Stopp in der der Aufschüttung folgenden Phase der Tiefenerosion liegt in gleicher absoluter Höhe wie die Diskordanz im Werlauer Aufschluss, die den Cc-Horizont des rötlichbraunen Bodens schneidet. Anschließend sind die Werlauer Sande auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders bis nahe 220 m ü. NN wieder ausgeräumt worden. Der Rhein floss zu dieser Zeit über den heutigen Mäander-Bereich in nördliche Richtung und hinterließ linksrheinisch oberhalb des Bopparder Hamms ebenfalls die Werlauer Sande mit einer Basis von 220 m ü. NN (Bohrung B 5, Abb. 2).

Diese aufgrund von Sondierungen rekonstruierte Entwicklung ist – wie gezeigt – mit Hilfe des Profils der Kiesgrube am Schwimmbad südlich Werlau eingehender zu verfolgen. Anzeichen für eine abermalige Unterbrechung der Eintiefung, die das Anmoor im Werlauer Aufschluss belegt, wurden indes bei Boppard nicht gefunden. Möglicherweise würde ein dichteres Bohrnetz diesen Mangel beheben.

Ein wesentlicher Befund bedarf noch eines Deutungsversuchs: Unterhalb der Diskordanz bei 230 m ü. NN im Werlauer Aufschluss fehlt der rötlichbraune Boden und dessen Cc-Horizont. Bei Boppard ist das Bodensubstrat hingegen bis 205 m ü. NN zu verfolgen. Es war nicht zu ergründen, ob außerhalb der Werlauer Grube der Boden in tieferer Lage als das Anmoor noch erhalten ist. Wenn dem so wäre, müsste nach der Tiefenerosion bis ca. 205 m ü. NN der Rheinlauf noch wieder um mindestens 3 m angestiegen sein. Einen sicheren Beleg für diese spekulative Deutung gibt es derzeit nicht.

Immerhin lassen die Sondierungen auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders die Folgerung zu, dass der Rhein letztmalig zur tR4-Zeit das bei 220 m ü. NN liegende flache Gelände des Kamperhauser Feldes (siehe Abb. 2) überquerte. Reste der nächstjüngeren tR5-Terrasse findet man erst westlich dieses Feldes in ca. 200 m ü. NN bei der Prozessions-Kapelle in der Filsener Lai, die am östlichen Rand des Rhein-Engtals liegt. Nordnordöstlich davon sind an der Wegekreuzung westlich

Pkt. 214,6 Rheinkiese aufgeschlossen. Auf der DTK 5 ist die Höhenangabe 209,8 auf der Kreuzung, die zugleich die Basis der Kiese freilegt, eingetragen. In NE-Richtung findet man auf zwei kleinen Verflachungen Kiese in knapp 200 m ü. NN (konvexe Ausbuchtungen der 200 m-Isohypse auf Abb. 2). Der Abfall in das Engtal setzt hier überwiegend etwas höher ein (+/- 210 m ü. NN) und wird durch einen alten Ackerrain nachgezeichnet. An diesem und auf dem anschließenden nur noch flach ansteigenden, heute bewaldeten Gelände ist eine Geröllstreu verbreitet, die an den längs des Weges am Waldrand liegenden Schotterkörper in 220 m ü. NN anschließt. Zur „tR4-Zeit“ wurde also das 240 m-Plateau auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders beidseitig vom Rhein umflossen. Als zusätzlichen Hinweis darauf darf die mit Geröllen bedeckte Verflachung südöstlich des 240 m-Plateaus gedeutet werden (konvexe Ausbuchtung der 220 m-Isohypse auf Abb. 2).

Die skizzierte Abfolge wird schließlich am NW-Rand des Hochtals von einer Delle geschnitten, die von Südosten nach Nordwesten den Hang hinunterzieht und laut GK 25 einer Verwerfung folgt (siehe Abb. 2). Auf der anderen Seite der Delle ist zwar die vom Ackerrain überprägte kiesbedeckte Kante wegen der starken Lössbedeckung nicht mehr zu erkennen, jedoch findet man bei 200 m ü. NN eine Kieskante, die als Fortsetzung der vorher erwähnten tR5-Terrassenreste in gleicher Höhe angesehen wird. Unterhalb der Kieskante fällt nordöstlich der Delle der tR5-Kies bis auf ca. 195 m ü. NN ab. Im anschließenden Engtal ist das Devon angeschnitten. Der darauf bei ca. 195 m ü. NN einsetzende tR5-Kies ist auf der GK 25 (2003) gleichfalls als Jüngere Hauptterrasse des Rheins dargestellt und soll gegenüber der auf der anderen Dellenseite bei 220 m ü. NN liegenden Jüngeren Hauptterrasse offenbar um gut 20 m abgesenkt sein. Aus meiner Sicht handelt es sich jedoch um die basalen Kiese einer jüngeren Rheinterrasse, der tR5. Deren Reste fehlen auf der anderen Dellenseite, ausgenommen die erwähnten kleineren Kiesvorkommen westlich der eingetragenen Verwerfung, weil der Rhein während der einsetzenden Engtalbildung den größten Teil der älteren Terrassen erodierte. Eine solche Situation ist am Oberen Mittelrhein im Übergang vom Hoch- zum Engtal nicht ungewöhnlich.

Den Abfall in das Engtal östlich Filsen gliedern, abweichend von den meisten anderen Querschnitten des Oberen Mittelrheintals, mehrere mittelpleistozäne Mittelterrassen, die hier in Gleithang-Position (Leser 203: 260 f.) entstanden.

Als Resultat der vorstehenden Ausführungen lässt sich festhalten, dass die Verbreitung der quartären Terrassen und ihrer Sedimente auf dem Hochtal des Bopparder Mäanders ohne nennenswerte Tektonik erklärt werden kann. Das schließt nicht aus, dass Quiring bei seiner damaligen tektonischen Interpretation auf Verwerfungen im devonischen Sockel zurückgriff. Diese können durchaus vorliegen, allerdings nicht mehr in quartärer Zeit aktiviert worden sein.

In das so gezeichnete Bild der Terrassenentwicklung bleiben die oberhalb der tR4 auskartierten Kiese unberücksichtigt. Sie können nicht problemlos in das vorgestellte Terrassenschema eingeordnet werden. Neben einigen Einzelvorkommen gilt das besonders für die am Südrand des bei 240 m ü. NN liegenden Plateaus anzutreffenden Kiese (jHt auf Abb. 2), die bis auf das Plateau in 240 m ü. NN zu finden sind. Es ist wegen ihrer relativen Grobheit fraglich, ob sie zu den höchsten Partien der Werlauer Sande gehören oder nicht besser als isolierte Rückstände zu

deuten sind, die an den Hängen zurückblieben, als der Rhein sich vor der Ablagerung der Werlauer Sande von ca. 240 m bis 220 m ü. NN eintiefte. Dass solche Reste erhalten bleiben und einer bestimmten Terrasse nicht zugeordnet werden können, wurde jüngst am Beispiel der Mosbacher Sande bei Wiesbaden beschrieben (Semmel 2005: 120 f. und Abb. 9). Die Situation ähnelt den Verhältnissen westlich Patersberg (Tk 25, Bl. 5812 St. Goarshausen), wo Rheinkiese knapp unterhalb 240 m ü. NN verbreitet sind. Sie wurden der tR3-Terrasse zugeordnet (Semmel 1996: Abb. 29).

Von Nachteil ist, dass zu dem Manuskriptblatt der GK 25 (1932) kein Erläuterungstext von Quiring vorliegt (freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Weidenfeller, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz), dem wahrscheinlich Begründungen für die dargestellte Tektonik zu entnehmen wären.

5 Zusammenfassung

Überprüfungen der auf der Geologischen Karte 1:25000 (2003) nordöstlich Boppard als tektonisch verstellt eingetragenen altquartären Rheinterrassen machen wahrscheinlich, dass es sich um verschieden alte Terrassen handelt, die nicht von Verwerfungen getrennt sind. Die auf der GK 25 auskartierte „jüngere Hauptterrasse Rhein“ lässt sich in die tR4 und tR5 gliedern, deren zu verschiedenen Zeiten entstandene Felsböden ca. 20 m Höhenunterschied aufweisen. Wesentlicher Anhaltspunkt für die Trennung der beiden Terrassen ist die Verknüpfung der tR4-Terrasse mit den kalkhaltigen „Werlauer Sanden", die als regionales Äquivalent der „Hönninger Sande“ vom Unteren Mittelrhein angesehen werden.

Die Felsböden der tR4-Terrasse liegen im Hochtal des Bopparder Mäanders bei 220 m ü. NN und damit in der gleichen Höhe wie am Rochusberg bei Bingen und südlich des Neuwieder Beckens bei Rhens. Es bestätigt sich somit die „Horizontalkonstanz“ der altpleistozänen Rheinterrassen und das Fehlen quartärer Tektonik am Oberen Mittelrhein.

6 Danksagungen

Herrn Prof. Dr. J. Preuss, Vizepräsident der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, und Mitarbeitern danke ich vor allem für die Unterstützung bei tieferen Bohrsondierungen. Außerdem machte Herr Preuss mir aktuelle großmaßstäbliche Karten zugänglich. Herrn Dr. M. Weidenfeller, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz, gilt mein Dank für verschiedene Informationen

und Geländebegehungen sowie für die Durchsicht des Manuskripts, Herrn Dr. H.-G. Mittmeyer, Schlangenbad, für Auskünfte zu regionalen geologischen Fragen. Schließlich ist Herrn Dr. Th. Keller, Landesamt für Denkmalpflege Hessen, für – leider erfolglose – Bemühungen zu danken, aus den Werlauer Sanden paläontologisches Material zu gewinnen.

7 Literatur

ABELE, G. (1977): Morphologie und Entwicklung des Rheinsystems aus der Sicht des Mainzer Raumes.- Mainzer geogr. Studien., **11**: 245-259.

ABELE, G. (1977a): Exkursionsführer Mittelrhein. – Mainzer Geographentag; maschinenschriftliche Vervielfältigung.

AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 440 S.; Stuttgart (Ulmer).

BIBUS, E. (1977): Das untere Mittelrheintal.- Catena, **4**: 396-404; Giessen.

BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein.- Frankfurter geowiss. Arb., **D1**: 296 S.

BIRKENHAUER, J. (1971): Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle.- Kölner geogr. Arb., Festschr. K. Kayser: 99-140.

BOENIGK, W. & HOSELMANN, C. (1991): Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein).- Eiszeitalter und Gegenwart, **41**: 1-15.

BOENIGK, W. & HOSELMANN, C. (2003): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am unteren Mittelrhein.- GeoarchaeoRhein, **4:** 193-243; Münster.

EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G. & KÜMMERLE, E. (1968): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5913 Presberg; Wiesbaden.

EMMERMANN, K.-H. (2001): Zusammenfassung: Das Obere Mittelrheintal – ein faszinierendes Fenster der Erdgeschichte.- In: Das Rheintal von Bingen und Rüdesheim bis Koblenz. – 57-63; Mainz (Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz).

FROMM, K. (1987): Paläomagnetische Bestimmungen zur Korrelierung altpleistozäner Terrassen des Mittelrheins.- Mainzer geowiss. Mitt., **16**: 7-29.

GALLADÉ, M. (1926): Die Oberflächen des Rheintaunus und seines Abfalls zum Main und Rhein.- Jb. nass. Ver. Naturkde., **78**: 1-100; Wiesbaden.

GÖRG, L. (1984): Das System pleistozäner Terrassen im Unteren Nahetal zwischen Bingen und Bad Kreuznach.- Marburger geogr. Schriften, **94**: 202 S.

HOLZAPFEL, E. (1904): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen 1:25000, Blatt St.Goarshausen, 31 S.; Berlin.

LESER, H. (2003): Geomorphologie, 8. Aufl. – 423 S.; Braunschweig (Westermann).

MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung.- Z. dt. geol. Ges, **149**: 359-379.

QUIRING, H. (1932): Geologische Manuskriptkarte Blatt Boppard (unveröffentlicht), redigiert für die Publikation von GAD, J., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M., Hrsg. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz; Mainz (2003).

QUITZOW, H.W. (1974): Das Rheintal und seine Entstehung.- Centenaire de la Société géologique de la Belgique: 53-104; Liège.

SEMMEL, A. (1977): Das Obere Mittelrheintal.- Catena, **4**: 386-396; Gießen.

SEMMEL, A. (1984): Geomorphologie der B. R. Deutschland, 4. Aufl. – 192 S.; Stuttgart (Steiner).

SEMMEL, A. (1985): Periglazialmorphologie.- Erträge der Forschung, **231**: 116; Darmstadt.

SEMMEL, A. (1995): Weser-Bodensee Traverse.- In: SCHIRMER, W. (ed.): Quaternary field trips in Central Europe. – 435-474; München (Pfeil).

SEMMEL, A. (1996): Geomorphologie der B. R. Deutschland, 5. Aufl. – 199 S.; Stuttgart (Steiner).

SEMMEL, A. (1999): Spezielle Formen quasinatürlicher Massenverlagerungen in Odenwald und Taunus.- Tübinger geowiss. Arb., **D05**: 213-229.

SEMMEL, A. (1999a): Landschaftsentwicklung am Oberen Mittelrhein.- Z. dt. geol. Ges., **8**: 127-149.

SEMMEL, A. (2004): Die Landschaft um Hofheim am Taunus.- Böden und Bodenschutz in Hessen, **6:** 30 S.; Wiesbaden.

SEMMEL, A. (2005): Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen – erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet.- Geol. Jb. Hessen, **132**:113-129.

Semmel, A. (2007): Das Quartär im Rhein-Taunus und im Oberen Mittelrheintal.- Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 89**: 217-235.

Wypyrsczyk, B. & Boenigk, W. (1985): Anwendung statistischer Methoden auf Ergebnisse der Schwermineralanalyse pleistozäner Sedimente bei Nochern (Mittelrhein).- Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 181-204.

Wypyrsczyk, B., Boenigk, W. & Heumüller, G. (1992): Fehlerabschätzung bei Schwermineralanalysen.- Eiszeitalter und Gegenwart, **42**: 62-71.

Prof. Dr. Arno Semmel
Theodor-Körner-Str. 6
D-65719 Hofheim a. Ts.
Telefon: 06192/5376

Manuskripteingang: 6. Dezember 2008